

ПЛАСТОВЫЕ ЛЬДЫ В ДИСЛОЦИРОВАННЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНОГО ЯМАЛА

И.Д. Стрелецкая, М.З. Каневский*, А.А. Васильев*

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический ф-т,
119992, Москва, Ленинские горы, Россия, strelets@rector.msu.ru*

**Институт криосферы Земли СО РАН, 625000, Тюмень, а/я 1230, Россия*

Рассмотрены особенности залегания, строения, химического состава и генезиса пластовых льдов, их связь с вмещающими дислоцированными отложениями верхнего плейстоцена. Анализируются возможные механизмы формирования пластовых льдов. На основе фактического материала подтверждено внутригрунтовое происхождение ледяных тел, образовавшихся при эпигенетическом промерзании отложений, впоследствии подвергшихся складкообразованию. Исходя из совокупности морфологических, геохимических, грануломинералогических особенностей вмещающих отложений и льда делается предположение о возможном инъекционном генезисе пластового льда. Показано, что образование залежей пластовых льдов не могло быть причиной формирования дислокаций.

Четвертичные дислоцированные отложения, пластовые льды, геохимия отложений и льда

MASSIVE GROUND ICE IN DISLOCATED QUATERNARY SEDIMENTS OF WESTERN YAMAL

I.D. Streletskaya, M.Z. Kanevskiy*, A.A. Vasiliev*

*Lomonosov Moscow State University, Department of Geography,
119992, Moscow, Leninskie Gory, Russia, strelets@rector.msu.ru*

**Earth Cryosphere Institute SB RAS, 625000, Tyumen, P/O box 1230, Russia*

The paper presents the results of investigations of geological and cryogenic structure, chemical composition and origin of the tabular ground ice. The possible mechanisms of the massive ground ice formation are analyzed. The results of investigations show that the ice bodies have been formed inside the ground during the epigenetic freezing of sediments, which were lately subjected to folding. Morphological, mineralogical, and chemical features of the sediments and the ground ice indicate the possibility of intrusive origin of the tabular ground ice. It is shown that the formation of tabular ground ice could not be the cause of folding.

Quaternary dislocated deposits, massive ground ice, chemical composition of sediment and ice

ВВЕДЕНИЕ

Одна из основных проблем геокриологии Западного Ямала связана с установлением генезиса пластовых льдов и их соотношения со складчатыми дислокациями, развитыми в песчано-глинистых отложениях, вмещающих эти льды. Во всех многочисленных гипотезах содержатся определенные противоречия, преодолеть которые пока не удается.

В 2002–2004 гг. авторами проводилось изучение береговых обнажений на участке побережья Карского моря протяженностью около 6,5 км в районе полярной станции Марре-Сале. Ранее была составлена схема расчленения разреза, выделены комплексы отложений, различающиеся по гранулометрическому, минералогическому, геохимическому составу, криогенному строению и льдистости. Установлены руководящие криотекстуры, характерные для различных типов отложений [Каневский и др., 2005]. Основное внимание уделялось анализу условий накопления и промерзания отложений. Вопросы, связанные с происхождением, строением и геохимией пластовых

льдов, а также геохимические особенности вмещающих их дислоцированных отложений, в статье не рассматривались.

Настоящая работа базируется на данных комплексного изучения естественных обнажений дислоцированных четвертичных отложений, как включающих пластовые льды, так и без ледяных тел. Полученные результаты позволяют проследить соотношение пластовых ледяных тел и дислоцированных четвертичных отложений и подтвердить внутригрунтовое происхождение пластовых льдов.

СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ

Изучению пластовых льдов на севере Западной Сибири посвящено большое количество публикаций, в которых рассматривается строение пластовых залежей, химический состав льда, с различных позиций анализируется генезис льдов и вмещающих отложений [Анисимова, Крицук, 1983; Васильев, Rogov, 2001; Великоцкий, 1987; Данилов,

1980, 1986; Дубиков, 2002; Каплянская, Тарноградский, 1982; Крицук, 1986; Крицук и др., 1986; Крицук, Поляков, 1988; Орлянский, 1984; Соломатин и др., 1993; Стрелецкая, Лейбман, 2002; Хименков, 1987; Фотиев, 1999; Forman et al., 2002]. Многие исследователи обращают внимание на слабую минерализацию пластовых льдов по сравнению с засоленными морскими вмещающими толщами и на их неоднородный химический состав [Данилов, 1978; Стрелецкая, Лейбман, 2002; Шполянская, 2005]. Вопросы, связанные с происхождением складчатости плейстоценовых отложений на севере Западной Сибири, рассматриваются в работах [Великоцкий, 1987, 2001а; Гатауллин, 1988; Данилов, 1980, 1986; Каплянская, Тарноградский, 1982; Крапивнер, 1986; Попов, 1991; Шполянская, 1993].

Существуют различные подходы к решению проблемы генезиса пластовых льдов и их связи со складчатыми дислокациями на севере Западной Сибири. Чаще всего исследователи предполагают внутригрунтовый генезис пластовых льдов, рассматривая при этом инъекционный либо инъекционно-сегрегационный механизмы льдообразования [Анисимова, Крицук, 1983; Орлянский, 1984; Дубиков, 2002; Стрелецкая, Лейбман, 2002]. При этом возникновение складчатых дислокаций обычно связывают с инъекциями воды и водонасыщенного грунта, происходящими в процессе эпигенетического промерзания [Кузин, Астафьев, 1975; Данилов, 1980, 1989а; Хименков, 1987; Дубиков, 2002]. И.Д. Данилов обосновывает связь дислокаций с площадным складчато-пластическим деформированием при промерзании несквозных таликов, а также с внедрением напорных пресных вод из действующих на морском дне источников в толщу неуплотненных донных осадков отрицательной температуры [Данилов, 1989а,б].

В ряде публикаций рассматривается сегрегационный генезис пластовых льдов [Гречищев и др., 2000; Шполянская, 1999, 2005]. Инфильтрационно-сегрегационный механизм формирования пластовых льдов обосновывается в работах [Жесткова, Шур, 1982; Великоцкий, 2001б]. Сторонники сегрегационного происхождения утверждают, что дислокации возникают вследствие формирования пластовых льдов и связаны с конвективной неустойчивостью грунтов [Данилов, 1980; Великоцкий, 1987; Шполянская, 1993], либо рассматривают процесс формирования пластовых льдов и складчатых дислокаций как результат оползания неуплотненных донных осадков [Попов, 1984, 1991; Шполянская, 1999, 2005].

В литературе широкое распространение получили также гипотезы о том, что пластовые залежи на севере Западной Сибири представляют собой погребенные льды различного происхождения –

глетчерные, наледные, морские, речные, озерные и т. д. [Коняхин и др., 2001; Соломатин, 1986; Фартышев, 1979]. Сторонники ледникового генезиса связывают дислокации с динамическим воздействием ледникового покрова [Астахов, 1976; Каплянская, Тарноградский, 1982; Forman et al., 2002].

Таким образом, общее число разнообразных гипотез, объясняющих генезис и условия формирования пластовых льдов, а также причины складкообразования и генетическую связь пластовых льдов с дислокациями, весьма велико. Тем не менее ни одна из разработанных гипотез не в состоянии разрешить все существующие противоречия, и к настоящему времени проблема генезиса пластовых льдов и дислоцированных песчано-глинистых толщ Западной Сибири не может быть решена однозначно.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

При обследовании береговых обрывов в районе Марре-Сале нами было обнаружено большое количество ледяных тел различной формы и размеров. Достаточно часто эти льды походили на пластовые, однако при ближайшем рассмотрении выяснилось, что в большинстве случаев мы имеем дело с современными образованиями, формирующимися в береговой зоне в течение последних нескольких лет. Длительность существования подобных ледяных тел зависит от скорости термоабразии и, как правило, не превышает 5–10 лет. Установить современный возраст льдов удастся, в частности, благодаря тому, что в пределах подобных залежей нередко встречаются участки, представленные снегом или фирном.

В зависимости от генезиса современные залежеобразующие льды береговой зоны можно подразделить на льды в волноприбойных нишах, трещинно-жильные и покровно-натечные льды.

Собственно плейстоценовые пластовые льды, являющиеся предметом настоящего исследования, в районе Марре-Сале встречаются существенно реже. Они залегают преимущественно в нижних частях береговых уступов высотой до 20–30 м и приурочены к верхнечетвертичным дислоцированным эпикриогенным отложениям морского и прибрежно-морского генезиса (mIII¹⁻³). Видимая мощность этих отложений достигает 20 м, в их составе преобладают глины и суглинки с прослоями песков и супесей. Прослой серо-желтых и бурых песков и супесей резко выделяются на фоне темно-серых глин и подчеркивают дислоцированность толщи (рис. 1). Толщина песчаных и супесчаных прослоев обычно не превышает 0,5–1,0 м, а их доля составляет чуть более 12 % от суммарной мощности обследованных разрезов [Каневский и др., 2005].



Рис. 1. Пологонаклонное залегание прослоев песков в отложениях марресальской свиты в обрыве морской террасы высотой 30 м (фото М.З. Каневского).

Проведенное геохимическое опробование разрезов, как не содержащих (рис. 2,а), так и содержащих (рис. 2,б) пластовые льды, показало, что отложения засолены на всю мощность (за исключением отдельных участков, на которых эти породы подвергались оттаиванию и повторному промерзанию). В интервале от 5,5 до 4,5 м над уровнем моря обнаружен пластовый лед. Состав водно-растворимых солей в отложениях преимущественно хлоридно-натриевый, степень засоления обычно увеличивается вниз по разрезу, достигая в глинах 0,9 %, в песках и супесях – 0,2 % (см. рис. 2,а). В разрезах, содержащих пластовые льды, количество водно-растворимых солей сокращается при приближении к залежи (см. рис. 2,б).

Данные о криогенном строении и свойствах четвертичных отложений района Марре-Сале, а также описание разреза, на котором отмечены все обследованные обнажения, опубликованы в статьях [Каневский и др., 2005; Стрелецкая и др., 2005]. Сравнительно крупные пластовые залежи льда были встречены лишь в трех обнажениях (разрезы № 6/03, 9/03, 15/03). Обнаруженные пласты, видимая мощность которых не превышает 3 м, характеризуются: наличием складчатых деформаций; четко выраженной слоистостью, подчеркнутой минеральными включениями; согласным залеганием внутри слоистой песчано-глинистой толщи.

Детально был обследован разрез 6/03, расположенный в 0,5 км к югу от полярной станции Марре-Сале. Здесь в нижней части берегового обрыва высотой 24 м встречено ледяное тело, максимальная мощность которого составляет 2,5 м, а видимая протяженность – 12 м (рис. 3).

В разрезе выделяются следующие слои (отметки кровли и подошвы слоев указаны в метрах над уровнем моря; точки отбора проб, номера которых приведены в описании, показаны на рис. 3):

24,0–9,1 (на рисунке отсутствует) – пески желтовато-серые, мелкозернистые, с тонкими прослоями супесей и суглинков; горизонтально- и косо-слоистые; незасоленные. Криотекстура массивная, с редкими косыми шпирями льда толщиной не более 0,5 см;

9,1–7,9 – пески желтовато-серые, мелко-тонкозернистые, заиленные, с линзами и прослоями более темных буровато-серых песков, обогащенных растительным детритом; прослой наклонные, волнистые, их мощность колеблется от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров; до глубины 8,8 м в песках отмечаются прослой суглинка легкого, опесчаненного, серого, с пятнами ожелезнения; мощность линз и слоев колеблется от 1–2 до 10–15 см; по ли-

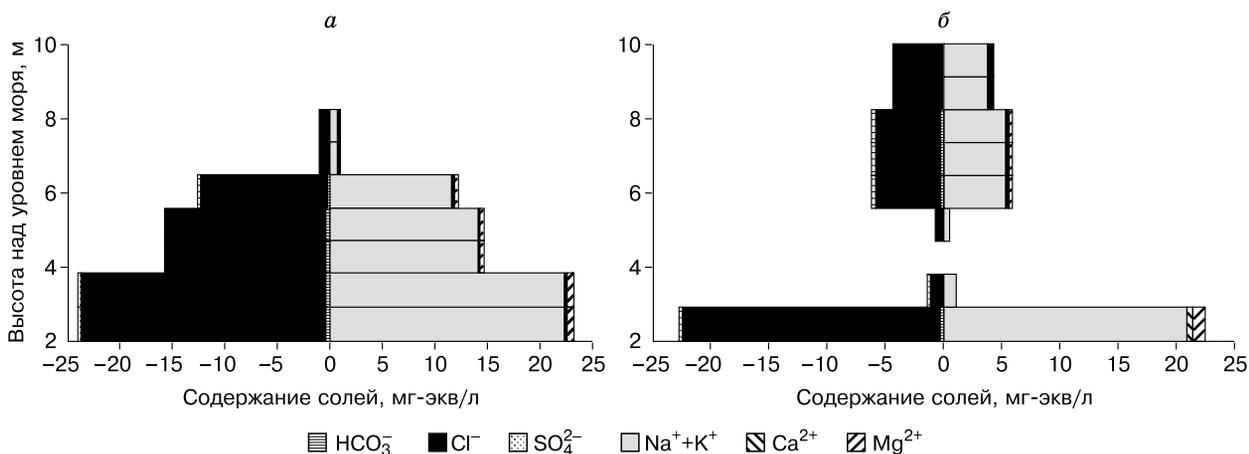


Рис. 2. Распределение солей в дислоцированных отложениях, не содержащих линзы пластовых льдов (а) и вмещающих пластовые льды (б):

а – разрез 3/02; б – разрез 6/03. Со знаком „-“ на графике дано содержание анионов.

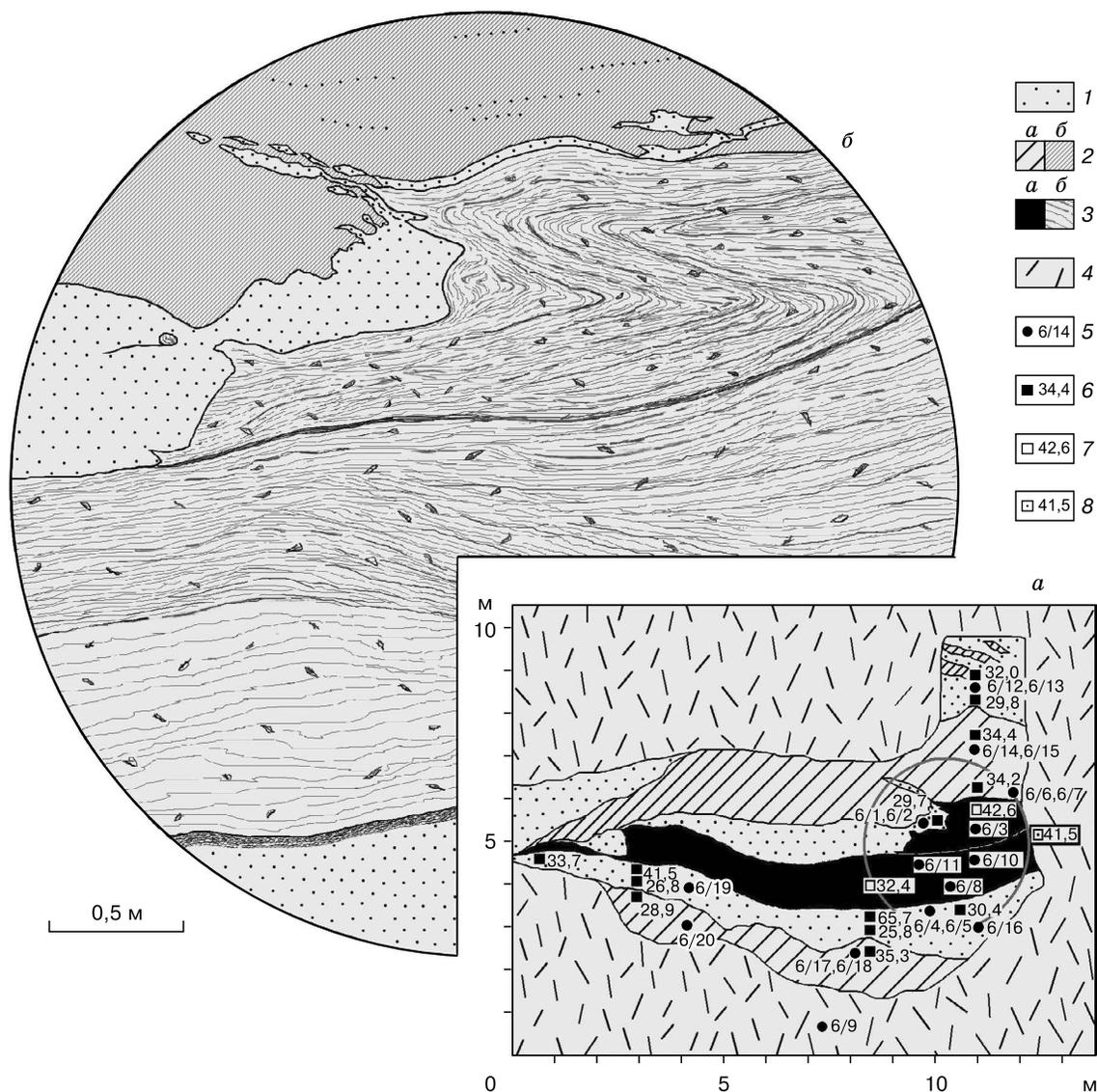


Рис. 3. Строение пластовых льдов и вмещающих отложений в районе м/с Марре-Сале, Западный Ямал (разрез 6/03):

a – положение линзы пластового льда; *б* – увеличенный фрагмент; 1 – морские песчано-супесчаные отложения; 2 – морские глинистые отложения; 3 – пластовый лед с минеральными включениями (2, 3: усл. обозн. *a* и *б* соответствуют рис. 3, *a* и рис. 3, *б*); 4 – осыпь; 5 – точки отбора и номера образцов; 6–8 – суммарная влажность (%): 6 – отложений, 7 – минеральных агрегатов, 8 – минеральных агрегатов, средняя величина для всего пласта.

тологическим контактам отмечается ожелезнение. Степень засоления песков 0,13% (обр. 6/13). Криотекстура песков массивная, суммарная влажность составляет 29,8%. Криотекстура суглинков массивная с отдельными наклонными микрошпирами, параллельными напластованию. Суммарная влажность суглинка составляет 32%;

7,9–5,9 – суглинок темно-серый с зеленоватым оттенком. С глубины 7,6 м в суглинке отмечаются тонкие извилистые линзы и прослои светло-серых песков мощностью до 0,2–0,5 см, местами образуя-

щие сгущения толщиной до нескольких сантиметров. Степень засоления суглинка 0,18% (обр. 6/7). Криотекстура массивная с отдельными разнонаправленными микрошпирами; преобладают горизонтальные и слабонаклонные микрошпиры, в целом параллельные верхней границе пластового льда. Суммарная влажность составляет 34,2–34,4%;

5,9–4,2 – лед пластовый. Переслаивание льда прозрачного стекловидного (мощность прослоев до 7 см) и льда мутного, белесого, с обилием мелких изометричных пузырьков воздуха, с хорошо выра-

женной слоистостью. Слоистость подчеркнута минеральными включениями, местами формирующими прослой тонкозернистых заиленных песков мощностью 0,1–1,0 см. Некоторые грунтовые прослой представляют собой ледогрунт с микроатакситовой криотекстурой (размер минеральных блоков до 0,1×0,2 см). Во льду встречаются многочисленные включения плотных темно-серых суглинистых агрегатов размером до 3–7 см, внешне напоминающих щебень, с массивной криотекстурой, по граням включений отмечается ожелезнение. Эти включения расположены безразлично по отношению к слоистости льда, однако местами наблюдается обложение включений прослоями тонкой минеральной взвеси, плавающей во льду. Степень засоления глинистых включений составляет 0,07 % (обр. 6/11), а их суммарная влажность – 42,6 %. До глубины 4,8 м слои во льду формируют „лежачую” складчатую структуру; ниже, под волнистым грунтовым прослоем мощностью 1 см, во льду отмечается субгоризонтальная слабо-волнистая слоистость. Контакт с вышележащими отложениями четкий, с карманами серых тонкозернистых песков мощностью до 60–70 см, заполняющих неровности в кровле ледяного пласта, а также с песчаными линзами мощностью 2–5 см, залегающими в основании слоя суглинок и вытянутыми вдоль контакта. Степень засоления песков 0,02 % (обр. 6/2). Криотекстура песков массивная. Суммарная влажность песков в одном из карманов составляет 29,7 %;

4,2–3,4 – лед пластовый, желтовато-серый, мутный, неяснослойный (слоистость подчеркнута тонкой минеральной взвесью), с обилием мелких изометричных пузырьков воздуха. Во льду отмечаются включения плотных темно-серых суглинистых агрегатов, аналогичных описанным выше. Суммарная влажность суглинистых включений составляет 32,4 %;

3,4–2,7 – пески серые, мелко-тонкозернистые, пылеватые, заиленные, с редкими прослоями суглинок. В песках отмечается косая слоистость, подчеркнутая прослоями с повышенным содержанием растительного детрита; слои срезаются перекрывающим песком пластом льда. Степень засоления песков колеблется от 0,04 до 0,10 % (обр. 6/19, 6/16, 6/4). Криотекстура песков массивная (суммарная влажность 25,8–30,4 %), однако ниже контакта со льдом отмечается прослой сильнольдистых песков мощностью 5 см с микрошлировой частослойистой криотекстурой (шлиры параллельны контакту с пластовым льдом). Суммарная влажность песков в этом прослое колеблется от 33,7 до 65,7 %.

Проведено детальное химическое опробование пластовых льдов, вмещающих отложений (песков и суглинок), минеральных включений во льду. Для сравнения приведены результаты опробования дислоцированных отложений (разрез 20/04) без пластовых льдов, химический состав поверхностных и атмосферных вод. Результаты анализов приведены в таблице.

В разрезе 6/03 глинистые отложения, как перекрывающие лед, так и лежащие ниже ледяного

пласта, отличаются достаточно высокой степенью засоления. Зная влажность отложений, мы смогли приблизительно оценить общую минерализацию порового раствора вмещающих пластовую залежь песчано-глинистых пород и сравнить с результатами химического анализа расплавов льда, атмосферных осадков, морской воды и фирна из волноприбойной ниши, отобранных в районе работ (см. таблицу).

Общая минерализация порового раствора глин в верхней части разреза составляет 3448,3 мг/л, в нижней увеличивается до 16 176,1 мг/л, что соответствует минерализации морской воды в районе Марре-Сале (16 371,0 мг/л). Пески, заполняющие неровности на верхнем контакте льда, содержат в несколько раз меньше солей, рассчитанная концентрация порового раствора составляет 473,9 мг/л, но соотношение ионов свидетельствует о морском типе засоления ($Cl \gg SO_4, HCO_3, Na + K \gg Ca, Mg$). Плотные суглинистые агрегаты, плавающие во льду, не содержат большого количества водно-растворимых солей и являются пресными. Соотношение ионов и четкий „морской сигнал” позволяют предположить, что глинистые включения попали в лед при промерзании свободной воды, которая изначально находилась в песчаных прослоях либо поступала по песчаным коллекторам в толщу морских осадков с континента, размывая засоленные глины. При этом глинистые частицы, попавшие в воду, частично потеряли седиментационные соли.

Пластовый лед в разрезе является пресным (общая минерализация изменяется от 39,0 до 67,0 мг/л) и по соотношению ионов отличается от порового раствора перекрывающих и подстилающих песчано-глинистых отложений. В расплавах пластового льда отсутствуют сульфаты и существенно больше гидрокарбонатов. В отличие от атмосферных осадков льды содержат больше магния и меньше кальция и натрия. Минерализация расплавов льда, отобранных в разных частях залежи, различная: минимальная величина отмечается в центре залежи (39,0 мг/л), а к верхнему и нижнему контактам она возрастает (67,0 и 54,0 мг/л соответственно). От центра залежи к контактам увеличивается содержание хлор- и магний-ионов. Скорее всего, соли попадали в опресненные грунтовые воды до промерзания толщи из засоленных песков, которые играли роль водоносного горизонта, и из размываемых глин. Степень засоления песков на нижнем контакте льда в несколько раз выше, чем в перекрывающих залежь песках, минерализация порового раствора увеличивается здесь до 2362,4 мг/л. Вероятно, это связано с тем, что при промерзании часть солей отжималась вниз.

Крупное обнажение пластового льда протяженностью 80–90 м встречено нами в 2,6 км к югу от полярной станции Марре-Сале (разрез 15/03).

Результаты химического анализа* расплавов ластовых льдов, поровых растворов вмещающих отложений, фирна из волноприбойной ниши, морской и атмосферной воды

Номер образца	Содержание образца	Общая минерализация**, мг/л	Содержание ионов, $\frac{\text{мг/л}}{\text{мг-экв}\%}$					
			Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺ +K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺
<i>Дислоцированная толща, вмещающая ластовые льды (разрез 6/03, рис. 3), и ластовый лед (разрез 6/03, 15/03***)</i>								
6/13	Пески (2,5 м над пластом льда)	4240,3	$\frac{142,97}{93,2}$	$\frac{9,87}{4,8}$	$\frac{5,37}{2,0}$	$\frac{91,57}{91,5}$	$\frac{3,28}{3,8}$	$\frac{2,44}{4,7}$
6/7	Суглинки (0,2 м над пластом льда)	3448,3	$\frac{200,16}{93,4}$	$\frac{8,64}{3,0}$	$\frac{13,18}{3,0}$	$\frac{126,56}{91,0}$	$\frac{5,81}{4,8}$	$\frac{3,03}{4,2}$
6/2	Карманы песков близ поверхности ластового льда	473,9	$\frac{17,16}{85,4}$	$\frac{2,06}{7,6}$	$\frac{2,44}{7,0}$	$\frac{11,35}{85,3}$	$\frac{0,75}{6,6}$	$\frac{0,54}{8,1}$
6/11	Включения суглинистых агрегатов во льду	943,4	$\frac{65,77}{79,5}$	$\frac{9,87}{8,8}$	$\frac{16,59}{11,7}$	$\frac{37,91}{68,0}$	$\frac{8,65}{18,8}$	$\frac{3,71}{13,2}$
6/3	Ластовый лед из верхней части залежи	67,0	$\frac{20}{54,9}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{28}{45,1}$	$\frac{9}{38}$	$\frac{6}{28}$	$\frac{4}{34}$
6/10	Ластовый лед из центральной части залежи	39,0	$\frac{7}{39,6}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{19}{60,4}$	$\frac{7}{45,2}$	$\frac{4}{29,0}$	$\frac{2}{25,8}$
6/8	Ластовый лед из нижней части залежи	54,0	$\frac{13}{45,8}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{27}{54,2}$	$\frac{5}{29,3}$	$\frac{4}{33,8}$	$\frac{3}{36,9}$
6/16	Песок, подстилающий лед	2362,4	$\frac{32,88}{71,2}$	$\frac{11,11}{17,7}$	$\frac{8,78}{11,1}$	$\frac{27,44}{96,3}$	$\frac{0,60}{2,5}$	$\frac{0,18}{1,2}$
6/17	Суглинки с растительным детритом	16 176	$\frac{786,36}{97,9}$	$\frac{10,70}{1,0}$	$\frac{15,13}{1,1}$	$\frac{490,95}{93,8}$	$\frac{10,44}{2,3}$	$\frac{10,49}{3,9}$
15/03	Ластовый лед	246	$\frac{328}{80,4}$	$\frac{8}{2}$	$\frac{72}{17,6}$	$\frac{314}{82,2}$	$\frac{26}{6,8}$	$\frac{5}{11}$
<i>Дислоцированная толща (разрез 20/04, рис. 4)</i>								
28	Вмещающие пески, суглинки (верхний контакт с песками)	15 920	$\frac{533,3}{93,0}$	$\frac{39,5}{5,1}$	$\frac{18,54}{1,9}$	$\frac{338,3}{93,1}$	$\frac{8,17}{1,5}$	$\frac{8,58}{4,4}$
26	Пески	1197	$\frac{34,89}{70,8}$	$\frac{3,29}{5,0}$	$\frac{20,50}{24,2}$	$\frac{29,6}{90,7}$	$\frac{0,78}{2,9}$	$\frac{1,05}{6,4}$
27	Вмещающие суглинки (нижний контакт с песками)	4645	$\frac{139,0}{93,0}$	$\frac{28,0}{5,1}$	$\frac{52,7}{1,9}$	$\frac{118}{96,4}$	$\frac{1,57}{1,5}$	$\frac{1,34}{2,1}$
<i>Поверхностные и атмосферные воды</i>								
	Фирн из волноприбойной ниши	440	$\frac{231}{88,5}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{52}{11,5}$	$\frac{128}{74,4}$	$\frac{15}{10}$	$\frac{14}{15,6}$
	Морская вода в районе м/с Марре-Сале (август 2003 г.)	16 371	$\frac{9411}{89,7}$	$\frac{1421}{9,9}$	$\frac{77}{0,4}$	$\frac{46 040}{75,9}$	$\frac{192}{3,7}$	$\frac{640}{0,4}$
	Атмосферные осадки, дождь (29 августа 2003 г.)	54,0	$\frac{13}{45,8}$	$\frac{4}{9,6}$	$\frac{22}{44,6}$	$\frac{5}{82,2}$	$\frac{8}{6,8}$	$\frac{2}{11}$

* Анализы образцов выполнены в лаборатории отдела литологии и геохимии ВНИИОкеангеология (Санкт-Петербург).

** Общая минерализация для песчано-глинистых отложений дается в пересчете на поровый раствор.

*** Обнажение ластового льда (разрез 15/03) в 2,6 км к югу от м/с Марре-Сале.

Максимальная видимая мощность льда составляет 2,5–3,0 м, нижний контакт ледяного тела на большей части обнажения находится ниже уровня моря (местами лед подстилается льдистыми глинами). Во льду отмечается слоистость, подчеркнутая тонкой минеральной взвесью и прослоями льдистого заиленного песка толщиной от долей

миллиметра до 10–15 см и более. Угол наклона слоев колеблется от 5 до 40°, местами лед смят в складки, ширина и амплитуда которых измеряется десятками сантиметров. Во льду содержатся включения плотных неокатанных глинистых агрегатов, внешне напоминающих щебень. Здесь лед перекрывается глинами с сетчатой криотекстурой

(толщина шпиров 0,1–0,3 см, размер минеральных блоков, вытянутых вертикально, составляет от 2×5 до 4×10 см).

Минерализация расплава пластового льда (обр. 15/03) в несколько раз больше минерализации пластового льда из разреза 6/03 (в таблице – обр. 6/3, 6/8, 6/10) при хлоридно-натриевом составе ионов водно-растворимых солей, что свидетельствует о разнообразии химического состава и минерализации пластовых льдов даже в близко расположенных залежах.

Для уточнения генезиса вмещающих пластовый лед песков использовался метод детальной гранулометрии [Сурков, 2000]. Образцы были взяты из песков, перекрывающих пластовую залежь (обр. 6/1), и из песков у нижнего контакта льда (обр. 6/5). Точки отбора отмечены на рис. 3. Проанализированы также малольдистые пески из дислоцированной толщи и отложения современного пляжа [Шполянская и др., 2006]. Установлено, что пески, вмещающие пластовые льды, формировались в условиях мелководий (2–10 м) шельфовой зоны или подводной дельтовой области при постоянно меняющихся глубинах моря и могли служить коллекторами для пресных подземных вод, поступающих с континента. Малольдистые пески из дислоцированной толщи, не содержащей пластовые льды, также формировались в условиях кратковременного перемыва аллювия в условиях мелководной части шельфа. Это подтверждается хлоридно-натриевым составом солей в песках и высокой степенью засоления (0,2 %), такие значения засоленности характерны для осадков современного пляжа.

Полученные данные указывают на связь образования ледяной залежи с промерзанием относительно опресненного водоносного горизонта, заключенного в толще засоленных морских глин. Вместе с тем не вполне понятен сам механизм формирования пластовой залежи. Рассмотрим преимущества и недостатки разных гипотез, с помощью которых можно реконструировать условия образования этой пластовой залежи.

Предположение об инъекционном происхождении льда способно объяснить особенности его химического состава, а также причины увеличения минерализации расплавов льда, отобранных в верхней и нижней частях залежи. Мы присоединяемся к мнению Н.П. Анисимовой и Л.Н. Крицук [1983], согласно которому наиболее минерализованными при инъекционном механизме оказываются верхние и нижние слои ледяного тела, а в наименьшей степени – средние. Существуют и другие точки зрения [Великоцкий, 1987; Коняхин и др., 2001], согласно которым промерзание замкнутого объема воды при инъекции должно сопровождаться вымораживанием солей и увеличением их

концентрации в направлении от фронта промерзания, тогда при одновременном промерзании снизу и сверху минерализация будет максимальной в центральной части залежи.

На наш взгляд, в принципе возможны обе ситуации, однако при внедрении пресных вод в толщу засоленных отложений (что соответствует рассматриваемым нами условиям) основным процессом будет не отжимание солей по мере промерзания, а вымывание водно-растворимых солей из вмещающих пород. При этом необходимым условием аккумуляции солей в верхней и нижней частях ледяного пласта является быстрое промерзание внедрившейся массы воды со стороны кровли и подошвы, что предполагает мерзлое (или охлажденное) состояние вмещающей толщи. Подобный механизм, при котором пресные напорные воды внедряются в неуплотненные морские илы отрицательной температуры и замерзают в них, формируя складчатые структуры, подробно описан И.Д. Даниловым [1989a].

Инъекционный механизм также вполне согласуется с рядом особенностей строения пластовой залежи (крупные минеральные включения во льду, складки внутри ледяного пласта, песчаные линзы и карманы). Несмотря на распространенное мнение о том, что для инъекционных льдов минеральные примеси не характерны [Дубиков, 2002], нам представляется, что внедрение напорных вод в мерзлую глинистую толщу может служить причиной подтаивания ледяных шпиров либо механического разрушения сетчатой криотекстуры. В результате в воду попадают глинистые минеральные блоки, ранее уплотненные в процессе диагенеза и последующего эпигенетического промерзания толщи. Напомним, что такие включения, внешне напоминающие щебень, в изобилии встречаются в разрезах 6/03 и 15/03 во всех частях ледяных залежей. Вместе с тем не вполне понятно, почему эти включения расположены хаотично и не концентрируются в каких-либо частях залежи.

В качестве следствия инъекции можно рассматривать также образование песчаных линз и карманов у верхнего контакта ледяной залежи. Не исключено, что их формирование связано с внедрением в глинистую толщу пльвунных водонасыщенных песков, из которых в свою очередь отжималась вода, образовавшая пластовую залежь. Отметим, что крупные песчаные тела (без видимых включений льда), внедрившиеся в глины, встречались нами в разных разрезах на различных глубинах. Ряд авторов [Гатауллин, 1988; Forman et al., 2002] связывают их происхождение с развитием ледниковых дислокаций, однако мы считаем их наличие в разрезе косвенным подтверждением активности инъекционных процессов в период промерзания слоистой толщи.

В качестве примера приведем описание крупной песчаной линзы, встреченной в разрезе 20/4 на глубине около 20 м (рис. 4). Крупные ледяные прослои в дислоцированной толще отсутствовали, но пески имели повышенную льдистость и при оттаивании приобретали текучую консистенцию. В центре складчатой структуры, находящейся в нижней правой части песчаной линзы, имеется ледяное „ядро” диаметром около 2 см. Линза расположена внутри глинистой толщи и включает прослой светло-желтых мелкозернистых песков и супесей толщиной до 20 см. Вытянутая горизонтально линза имеет каплевидную форму, ее мощность колеблется от 0,3 до 1,6 м, а горизонтальная протяженность достигает 5,0 м. Нижний контакт четкий, ровный, параллельный слоистости подстилающих отложений.

Криотекстура песка массивная, суммарная влажность в различных частях линзы варьирует в достаточно узких пределах – от 27,3 до 29,8 % (максимум – вблизи ледяного „ядра”). Отметим, что для песков это относительно высокие значения. (Для сравнения – во вмещающих глинистых отложениях влажность песчаных прослоев составляет 14 %.) Малольдистая глинистая толща, перекрывающая песчаную линзу, разбита субвертикальными трещинами, к некоторым трещинам приурочены ледяные шлиры толщиной до 0,3–0,5 см. В толще также отмечаются отдельные извилистые шлиры толщиной 0,1–0,5 см, приуроченные к опесчаненным и оторфованным прослоям, в целом параллельным верхнему контакту песчаной линзы. Подстилающие глинистые отложения характеризуются массивной криотекстурой с единичными субвертикальными микрошлирами. Развитие субвертикальных трещин выше и ниже песчаной линзы может быть связано с инъекционными процессами, обусловившими ее формирование.

Внутри песчаной линзы отмечаются многочисленные тонкие темные прослои, обогащенные растительным детритом, формирующие лежащую складку; расстояние между прослоями не превышает 1–2 см. Создается впечатление, что именно от ледяного „ядра” происходило внедрение перенасыщенных пльвунных песков, направление которого маркируют хорошо различимые на рис. 4 темные прослои. Не исключено, что избыток свободной воды, отжимавшейся под большим давлением в процессе внедрения в глинистую толщу и последующего промерзания пльвунных песков, мог сформировать на периферии песчаной линзы небольшие ледяные тела.

Результаты геохимического опробования разреза показали, что степень засоления мелкозернистых песков составляет 0,045 %. Состав водно-растворимых солей хлоридно-натриевый. На порядок выше степень засоления вмещающих линзу

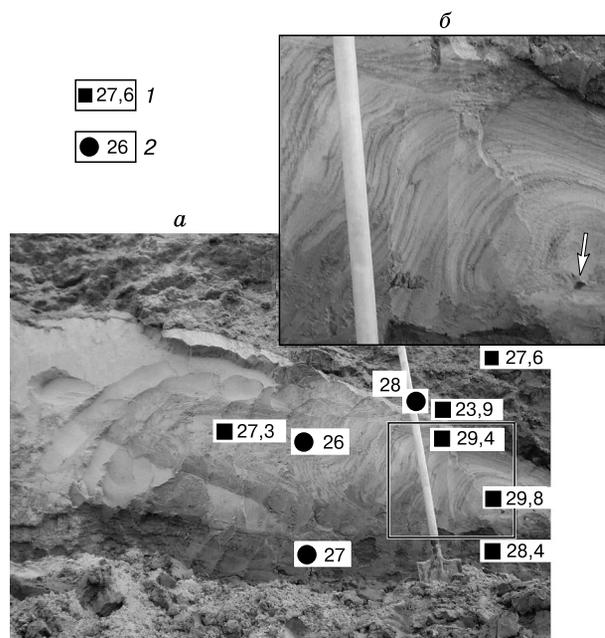


Рис. 4. Песчаная линза внутри глинистой толщи (разрез 20/04):

а – песчаная линза и глинистые вмещающие отложения; *б* – увеличенный фрагмент; 1 – суммарная влажность отложений (%); 2 – точки отбора и номера образцов (см. таблицу). Стрелкой показано положение ледяного „ядра”.

глинистых отложений (0,17–0,50 %), где преобладают хлор- и натрий-ионы. В пересчете на суммарную влажность минерализация поровых вод в суглинке составляет 15 920 мг/л (см. таблицу), что соответствует минерализации морской воды в районе. По сравнению с глинистыми отложениями в песках уменьшается доля хлор- и натрий-ионов, увеличивается доля гидрокарбонат- и кальций-ионов. Доля карбонатов в песках возрастает в десятки раз, что может указывать на распреснение песков континентальными водами.

При всей своей привлекательности инъекционная гипотеза не может объяснить некоторые особенности строения залежи, изучаемой в разрезе 6/03: согласный характер залегания ледяного тела внутри песчано-глинистой толщи и, прежде всего, слоистую текстуру льда. Эти особенности гораздо лучше объясняются с позиций сегрегационной гипотезы.

Пластовые льды сегрегационного генезиса, по мнению Г.И. Дубикова [2002], имеют согласный характер залегания на протяжении десятков–сотен метров и слоистую текстуру – переслои чистого льда, льда с небольшой примесью грунта и ледогрунта; при этом льды включают окатанные и неокатанные отдельности глинистых пород. Эти признаки соответствуют особенностям строения

ледяных залежей в разрезе 6/03. Следует также отметить наличие прослоя сильнольдистого песка с микрошлировой частослоистой криотекстурой у нижнего контакта ледяного тела, формирование которого связано с сегрегационным льдовыделением (впрочем, возникновение такого прослоя могло произойти после оттаивания и повторного промерзания песка на границе с ледяным телом инъекционного или погребенного происхождения).

Вместе с тем ряд других особенностей рассматриваемого разреза явно противоречит сегрегационной концепции. Прежде всего, как отмечают многие исследователи, сегрегационные пластовые льды обычно подстилаются песками и перекрываются глинами либо залегают внутри глинистой толщи. Как правило, при эпигенетическом промерзании песчано-глинистой толщи пластовые залежи формируются в глинах несколько выше водоносного горизонта за счет „подтягивания” связанной воды к фронту промерзания. В разрезе 6/03 пласт льда, наоборот, залегают внутри песчаного пласта (хотя и в верхней его части). Не соответствуют представлениям о сегрегационном генезисе и песчаные карманы, по сути замещающие пластовый лед в верхней части залежи, а также резко меняющаяся в пределах обнажения мощность залежи. Кроме того, мы считаем, что сегрегационной концепции противоречит характер расположения глинистых агрегатов, залегающих безразлично по отношению к слоистости льда и не образующих сколько-нибудь выдержанных прослоев. С позиций сегрегационного происхождения пластового льда трудно объяснить сильное ожелезнение граней глинистых агрегатов, а также то обстоятельство, что наряду с плотными агрегатами во льду иногда встречаются сравнительно льдистые разуплотненные включения.

Не в пользу сегрегационного генезиса говорят и данные химического анализа: пластовый лед в разрезе по соотношению ионов существенно отличается от перекрывающих и подстилающих песчано-глинистых отложений; четкий „морской сигнал” имеют только глинистые агрегаты, плавающие во льду, но не сам лед. В то же время резкое увеличение минерализации песков на нижнем контакте льда может указывать на промерзание толщи сверху, в процессе которого повышалась концентрация порового раствора и часть солей отжималась вниз.

Форма, размер и соотношение ледяного тела и вмещающих пород исключают, на наш взгляд, возможность его глетчерного происхождения. Наиболее вероятным представляется внутригрунтовое происхождение ледяной залежи.

Открытым остается вопрос о происхождении складчатости. По нашим наблюдениям, в районе Марре-Сале осевые поверхности значительной части складок наклонены на юг, а высота и шири-

на складок колеблются от 1–2 м до десятков метров, крутизна крыльев также изменяется в очень широких пределах. Преобладают асимметричные складки, в том числе опрокинутые. Местами отмечаются коробчатые и веерообразные складки. Вместе с тем на достаточно протяженных участках были встречены только пологие широкие складки, также местами отмечалось пологонаклонное или субгоризонтальное залегание слоев, осложненное небольшими флексурами.

В ряде разрезов отмечаются изменения мощности слоев, однако мы не обнаружили признаков увеличения мощности, приуроченного к „ядрам” складок, о котором сообщают И.Д. Данилов [1980] и М.А. Великоцкий [1987]. Мы также не нашли подтверждений заметного усиления дислоцированности в верхней части разреза марресальской свиты, что, по мнению ряда авторов [Гатауллин, 1988; Forman et al., 2002], указывает на динамическое воздействие ледникового покрова. То обстоятельство, что складчатость развита в береговых обрывах практически повсеместно, а находки маломощных пластовых льдов носят локальный характер, ставит под сомнение возможность образования складок вследствие развития инъекционных процессов [Кузин, Астафьев, 1975; Данилов, 1980, 1989а,б] или конвективной неустойчивости слоистой толщи, включающей пластовые льды [Данилов, 1980; Великоцкий, 1987; Шполянская, 1993]. В качестве альтернативной гипотезы можно рассматривать идею Р.Б. Крапивнера [1986], который связывает деформации слоистых толщ севера Западной Сибири с образованием бескорневых складчатых структур, вызванным неотектоническими процессами.

Результаты наших предыдущих исследований показали, что морские отложения промерзли эпигенетически до начала складкообразования [Каневский и др., 2005]. На это указывает, прежде всего, то обстоятельство, что преобладающее направление шлиров во многих разрезах, отложения которых не подвергались частичному протаиванию–промерзанию, соответствует напластованию. Мы полагаем, что процесс складкообразования происходил уже после промерзания отложений и формирования пластовых льдов, следовательно, с криолитогенезом он не связан. Анализ имеющихся данных показывает, что накопление песчано-глинистых отложений происходило в условиях морской трансгрессии, в процессе которой холодный сухой климат сменялся теплым и влажным. Развитие термоабразионных процессов в этот период приводило к поступлению в морской бассейн большого количества глинистых частиц. Формирование песчаных линз и прослоев, обогащенных растительным детритом, происходило на осушках и в пределах мелководной части шельфа. Возможно, их образование связано с колебаниями уровня

моря, и наиболее мощные песчаные слои формировались в периоды кратковременных регрессий, вызванных похолоданиями климата.

Скорее всего, эпигенетическое промерзание отложений песчано-глинистой пачки началось в конце каргинского времени, когда резкое похолодание привело к регрессии моря и прекращению морской седиментации.

ВЫВОДЫ

1. Засоленные песчано-глинистые отложения, вмещающие пластовые льды, формировались без перерыва в осадконакоплении в морских и прибрежно-морских условиях при постоянно меняющемся глубина моря. На завершающих стадиях формирования этих отложений происходило быстрое обмеление моря при возрастающей роли речного стока. Эпигенетическое промерзание отложений началось в условиях мелководья или сразу после выхода поверхности из-под уровня моря.

2. Пластовый лед приурочен к песчаным прослоям. Лед пресный и по соотношению ионов отличается от перекрывающих и подстилающих песчано-глинистых отложений. Формирование пластовых льдов, наиболее вероятно, происходило по инъекционному механизму при внедрении пресных гидрокарбонатных вод.

3. Формирование складчатых дислокаций, скорее всего, не связано с криолитолизом, так как произошло после многолетнего промерзания отложений и образования пластов льда.

Работа выполнена при финансовой поддержке фонда „Ведущие научные школы” (грант № 2005-РИ-112.0/001/289).

Литература

- Анисимова Н.П., Крицук Л.Н.** Использование криохимических данных при изучении генезиса залежей подземного льда // Проблемы геоэкологии. М., Наука, 1983, с. 230–239.
- Астахов В.И.** Геологические доказательства центра плейстоценового оледенения на Карском шельфе // Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 5, с. 1178–1181.
- Васильев А.А., Рогов В.В.** Пластовые льды в районе Марре-Сале, Западный Ямал // Материалы Второй конф. геоэкологов России (Москва, 6–8 июня 2001 г.). Т. 1. М., Изд-во МГУ, 2001, с. 188–194.
- Великоцкий М.А.** Дислокации и пластовые льды в четвертичных отложениях полуострова Ямал // Криогенные процессы. М., Изд-во МГУ, 1987, с. 48–61.
- Великоцкий М.А.** Подводные оползни на арктическом шельфе и их геоэкологическое значение // Проблемы общей и прикладной геоэкологии Севера. М., Изд-во МГУ, 2001а, с. 134–148.
- Великоцкий М.А.** О пластовых льдах на песчаных косах Печорского берегового бара // Там же, 2001б, с. 148–153.
- Гатауллин В.Н.** Верхнечетвертичные отложения западного побережья полуострова Ямал: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л., 1988, 26 с.
- Гречищев С.Е., Шешин Ю.Б., Гречищева О.В.** Моделирование сегрегационного формирования подземных пластовых льдов в различных геологических условиях // Криосфера Земли, 2000, т. IV, № 4, с. 57–66.
- Данилов И.Д.** Полярный литогенез. М., Недра, 1978, 238 с.
- Данилов И.Д.** О природе дислокаций в плейстоценовых отложениях Севера // Литология и полез. ископаемые, 1980, № 5, с. 114–122.
- Данилов И.Д.** Дислокации в мерзлых, содержащих пластовые льды, плейстоценовых отложениях севера Западной Сибири // Формирование мерзлых пород и прогноз криогенных процессов. М., Наука, 1986, с. 28–41.
- Данилов И.Д.** Криогенно-диагенетические образования в осадках полярных морей // Литология и полез. ископаемые, 1989а, № 3, с. 132–136.
- Данилов И.Д.** Пластовые льды и субаквальный криолитолиз // Геоэкологические исследования. М., Изд-во МГУ, 1989б, с. 16–29.
- Дубиков Г.И.** Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. М., ГЕОС, 2002, 246 с.
- Жесткова Т.Н., Шур Ю.Л.** Об инфильтрационно-сегрегационном механизме образования пластовых льдов // Пластовые льды криолитозоны. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1982, с. 105–115.
- Каневский М.З., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А.** Закономерности формирования криогенного строения четвертичных отложений Западного Ямала (на примере района Марре-Сале) // Криосфера Земли, 2005, т. IX, № 3, с. 16–27.
- Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д.** Ледниковые образования в районе полярной станции Марре-Сале на п-ове Ямал // Тр. ВСЕГЕИ. Н.С., 1982, т. 319, с. 77–84.
- Коняхин М.А., Михалев Д.В., Николаев В.И.** Геосистемные исследования пластовых льдов на востоке п-ова Ямал (район оз. Вайваре-То) // Проблемы общей и прикладной геоэкологии Севера. М., Изд-во МГУ, 2001, с. 154–163.
- Крапивнер Р.Б.** Бескорневые складчатые структуры. М., Недра, 1986, 204 с.
- Крицук Л.Н.** Генезис пластовых залежей подземных льдов Западной Сибири в связи с вопросом их картографирования // Материалы гляциолог. исслед., 1986, вып. 54, с. 188–192.
- Крицук Л.Н., Дубиков Г.И., Поляков В.А.** Использование стабильных изотопов при изучении подземных льдов // Материалы гляциолог. исслед., 1986, вып. 55, с. 92–97.
- Крицук Л.Н., Поляков В.А.** Использование комплекса гидрохимических и изотопных методов для изучения подземных льдов // Инж. геология, 1988, № 3, с. 91–98.
- Кузин И.Л., Астафьев Н.Ф.** Криогенные дислокации на западном побережье полуострова Ямал // Изв. ВГО, 1975, т. 107, вып. 6, с. 510–515.
- Орлянский В.В.** Формирование и пространственное размещение залежей подземных льдов на Ямале // Криогенные процессы и явления в Сибири. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1984, с. 22–30.
- Попов А.И.** О дислокациях и криолитолизе в плейстоцене северной Евразии // Вестн. МГУ. Сер. 5. География, 1984, № 3, с. 3–9.
- Попов А.И.** О субмаринном типе криодиагенеза // Инж. геология, 1991, № 6, с. 49–55.
- Соломатин В.И.** Петрогенез подземных льдов. Новосибирск, Наука, 1986, 216 с.

Соломатин В.И., Коняхин М.А., Николаев В.И., Михалев Д.В. Условия залегания и состав пластовых льдов на полуострове Ямал // Материалы гляциолог. исслед., 1993, вып. 77, с. 139–147.

Стрелецкая И.Д., Лейбман М.О. Криогеохимическая взаимосвязь пластовых льдов, криопэгов и вмещающих их отложений Центрального Ямала // Криосфера Земли, 2002, т. VI, № 3, с. 15–24.

Стрелецкая И.Д., Каневский М.З., Васильев А.А., Сурков А.В. Особенности состава пластовых льдов и вмещающих их четвертичных отложений в районе Марре-Сале, Западный Ямал // Материалы Третьей конф. геокриологов России (Москва, 1–3 июня 2005 г.). Т. 3. М., Изд-во МГУ, 2005, с. 251–259.

Сурков А.В. Новое в изучении песчано-алевритовой компоненты россыпей и осадочных пород (Альтернативная методика). М., Издатель Е. Разумова, 2000, 286 с.

Фартышев А.И. Формирование пластовых льдов в береговых нишах арктических побережий // Региональные и криолитологические исследования в Сибири. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1979, с. 129–135.

Фотиев С.М. Закономерности формирования ионно-солевого состава природных вод Ямала // Криосфера Земли, 1999, т. III, № 2, с. 40–65.

Хименков А.Н. Динамические процессы в промерзающих прибрежно-морских осадках (мыс Харасавэй, п-ов Ямал) // Исследования мерзлых грунтов в районах освоения. М., Стройиздат, 1987, с. 13–19.

Шполянская Н.А. Конвективная природа дислокаций в отложениях с пластовыми льдами на севере Западной Сибири // Геоэкология: Инж. геология. Гидрогеология. Геоэкология, 1993, № 3, с. 94–103.

Шполянская Н.А. Криогенное строение дислоцированных толщ с пластовыми льдами как показатель их генезиса (север Западной Сибири) // Криосфера Земли, 1999, т. III, № 4, с. 61–70.

Шполянская Н.А. Современные проблемы криолитозоны арктического шельфа // Изв. РАН. Сер. геогр., 2005, № 1, с. 102–111.

Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д., Сурков А.В. Криолитогенез в пределах Арктического шельфа (современного и древнего) // Криосфера Земли, 2006 (*в печати*).

Forman S.L., Ingolfsson O., Gataullin V. et al. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits and paleoenvironments of Maresale area, western Yamal Peninsula, Russia // Quatern. Res., 2002, No. 21, p. 1–12.

*Поступила в редакцию
15 ноября 2005 г.*